

MESURES DE CONTRAINTES DUES AU GLISSEMENT D'UN GLACIER TEMPERE SUR UN OBSTACLE

par Amédée Zryd¹ et Hans Röthlisberger²

ZUSAMMENFASSUNG

Spannungsmessungen des Gleitens eines temperierten Gletschers über ein Hindernis

Das Gleiten der Gletscher ist trotz seiner Wichtigkeit für die Gletscherdynamik ein noch schlecht bekanntes Phänomen. Im Speziellen gibt es nur wenige Beobachtungen über das Wesen der Berührungsstellen zwischen Eis und Fels und der Spannungen, die der Gletscher während des Gleitens darauf ausübt. Diese Studie legt die Messresultate der Normal- und Scherspannungen (Reibung) auf ein künstliches Hindernis dar, welches an der Gletscherzunge des Findelengletschers bei Zermatt gebaut wurde. Eine grosse Reibung, die mit der Bewegung der an Moränensplitter reichen Basalschicht in Zusammenhang steht, wurde beobachtet. Mit dem Fortschreiten der Messung ändert sich der Reibungskoeffizient, bis er sich schliesslich demjenigen von Granit auf Granit nähert. Diese Reibung hat wahrscheinlich einen Einfluss auf das globale Gleitverhalten der temperierten Gletscher. Die Normaldrücke sind kleiner als der theoretische Druck für das Fließen einer nichtlinearen viskosen Flüssigkeit (Glenkörper) auf eine Halbkugel. Dies kann teilweise durch den Einfluss des Wassergehaltes auf die Rheologie des temperierten Eises und durch die Hypothesen, die für die analytische Lösung gemacht wurden, erklärt werden.

INTRODUCTION

Le mouvement d'un glacier tempéré est la résultante de la déformation de la masse de glace et du glissement du glacier sur le lit rocheux. Ce deuxième mécanisme est parfois responsable de plus de 90 % du mouvement de surface et joue un rôle prépondérant dans certains événements catastrophiques. En particulier, la loi de glissement, qui relie contrainte basale et vitesse de glissement, est une condition aux limites essentielle pour la modélisation de la dynamique glaciaire, et fait l'objet de nombreuses études théoriques. Cependant, en dépit de leur importance, peu d'observations directes de l'interface glace - lit rocheux ont été effectuées, à cause de la rareté des sites favorables, et les mécanismes du glissement restent encore mal connus.

¹ Rue du Bourg 12, 1920 Martigny.

² Seestrasse 263, 8713 Ürikon.

A partir de 1943, la construction des grands barrages alpins offre néanmoins l'opportunité de creuser des tunnels intra-glaciaires. Une mesure de la vitesse de fermeture de ces tunnels permet de calculer la viscosité de la glace tempérée (Waeber, 1943; Haefeli, 1951 et 1952).

Au Blue Glacier (Alaska), Kamb et Lachapelle (1964) effectuent la première étude détaillée du glissement sur un lit rocheux. Leur tunnel marginal révèle l'existence de cavités qu'ils interprètent comme un "pont" par dessus une dépression du terrain. Le glissement (90 % du mouvement total) présente des mouvements irréguliers («stick-slip» ou «jerky movements»). La couche basale, ou couche de regel, d'une épaisseur de 3 cm environ, contient au maximum 10 vol. % de débris morainiques. Les 50 premiers centimètres au dessus de cette couche fournissent la majeure partie des 10 % du mouvement dû à la déformation interne, sous forme de cisaillement uniformément distribué à l'exception de deux irrégularités suggérant la présence de plans de glissement.

L'existence de cavités naturelles connectées avec la surface du glacier d'Østerdalsisen (Norvège) permettent à Theakstone (1965, 1966, 1967) d'étudier le sous-sol glaciaire d'une zone marginale du glacier. Les mesures de glissement ont vérifié l'existence des mouvements irréguliers dans la glace en contact avec le rocher. Theakstone (1979) rapporte l'existence d'une couche basale mesurant parfois 80 cm d'épaisseur mais contenant rarement plus de 2 % de débris.

Certaines prises d'eau sous-glaciaire permettent un accès aisé au lit rocheux. Au glacier d'Argentière (France), Boulton mesure la pression normale et le cisaillement sur le lit rocheux (Boulton et al., 1979). Il conclut que le frottement de la glace basale sur le lit rocheux est non-négligeable et que le coefficient de frottement dépend de la teneur en débris.

Au glacier de Bondhusbreen (Norvège), une prise d'eau similaire permet l'accès à un système de cavités. A cet endroit, le glissement est responsable de 50 % du mouvement total. La glace basale présente une stratification sur environ 1.5 m d'épaisseur, une glace pure alternant avec des couches riches en débris. En 1984, Hagen construisit à cet endroit deux roches moutonnées artificielles à l'amont et à l'aval d'une forte déclivité, dans le but de mesurer les pressions normales à l'obstacle (Hagen et al., 1984). Ces mesures mettent en évidence un effet dynamique, soit une différence de pression entre les faces amont et aval de l'obstacle, mais n'apportent aucune information sur le frottement de la glace sur l'interface.

De nombreuses inconnues subsistent cependant quant aux conditions régnant à l'interface glace-rocher, en particulier:

- la nature de la glace basale et du sous-sol communément rencontrés sous un glacier et pouvant être utilisés pour une modélisation réaliste de la dynamique glaciaire,

- l'existence et la nature du frottement que la glace basale exerce sur le lit rocheux,
- les contraintes normales que le glacier exerce sur un obstacle; ces contraintes dépendent de la loi rhéologique de la glace et donc en particulier des paramètres thermodynamiques des glaciers tempérés, température et teneur en eau liquide; le paramètre principal, la teneur en eau liquide, ainsi que son influence sur la déformation de la glace sont actuellement très mal connue.

Le but de cette étude, qui a constitué une partie d'une thèse de doctorat (Zryd, 1990), était d'observer la couche basale des glaciers tempérés, en particulier de mesurer le frottement et les contraintes normales sur un obstacle artificiel, afin d'apporter des éléments de réponse aux questions ci-dessus.

METHODE EXPERIMENTALE

Les observations de la couche basale ont été effectuées au glacier de Findelen, Zermatt. Ce glacier a été choisi en raison de sa facilité d'accès, de la logistique qui se trouvait à proximité (courant électrique, logement, ...) et de son comportement intéressant. Après plusieurs années de retrait, son avance soudaine (fig. 1) en a fait un sujet d'études privilégié.

Afin d'atteindre le lit rocheux et d'y installer des capteurs de pression, un tunnel a été creusé dans la langue du glacier, au cours de l'été 1985 (fig.2 et 3).

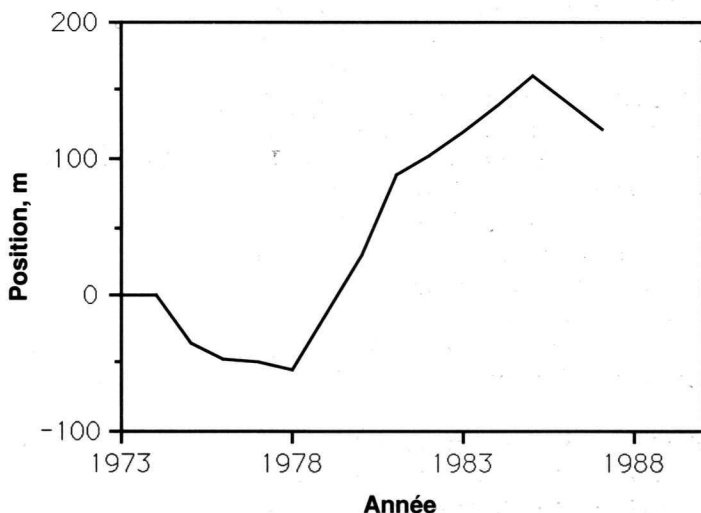


Fig. 1. Position de la langue du glacier de Findelen par rapport à sa position de 1973. On remarque l'avance rapide de 1979-1980

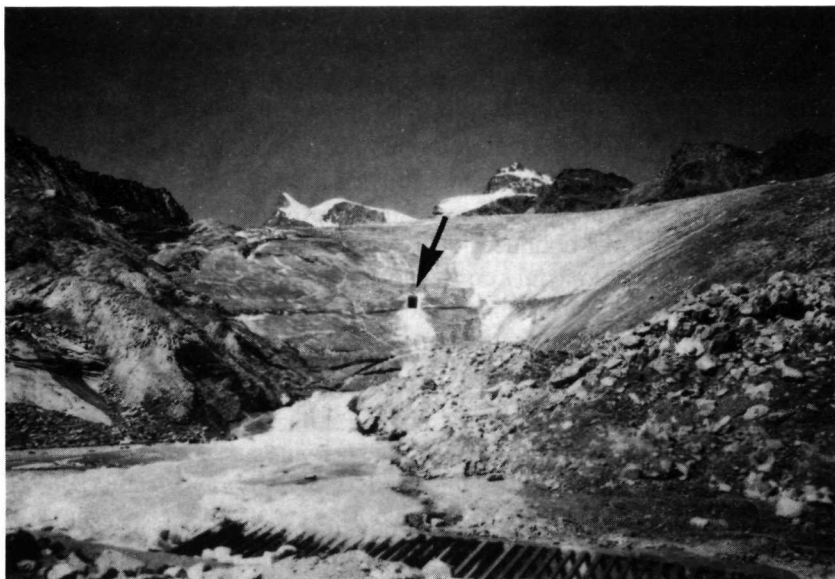


Fig. 2. Entrée du tunnel (flèche) dans la langue du glacier de Findelen; août 1985.

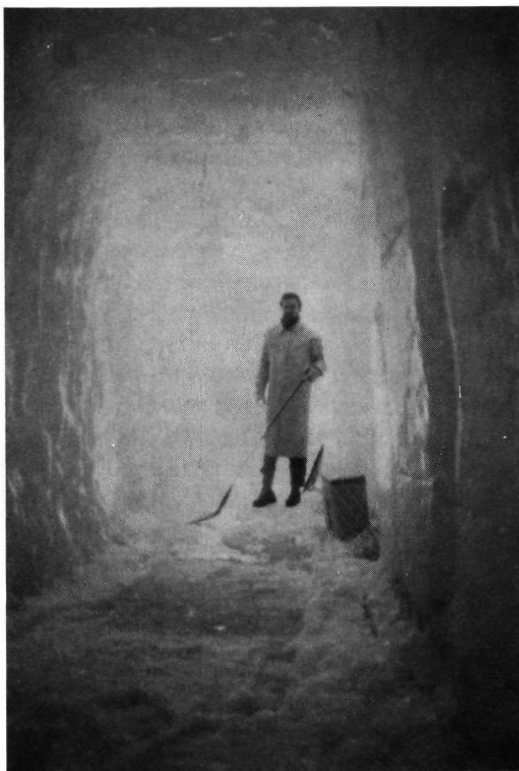


Fig. 3. Intérieur du tunnel, été 1985.

Le percement du tunnel a été effectué au moyen d'une tronçonneuse électrique, selon une technique expliquée à la figure 4. La longueur initiale du tunnel était de 40 m, pour une section de 1.5 m de largeur et de 2 m de hauteur. La figure 5 présente en coupe dans le sens du mouvement du glacier la situation autour de l'obstacle lors du percement du tunnel et lors du début des mesures. On remarque la cavité de 15 à 20 cm de hauteur que formait le glacier au niveau de l'obstacle lors du percement (voir aussi fig. 6) et la diminution d'épaisseur suite au début du recul. Cette cavité peut s'expliquer comme une voûte par dessus une petite dépression du terrain, avec appui sur les moraines latérales et frontales.

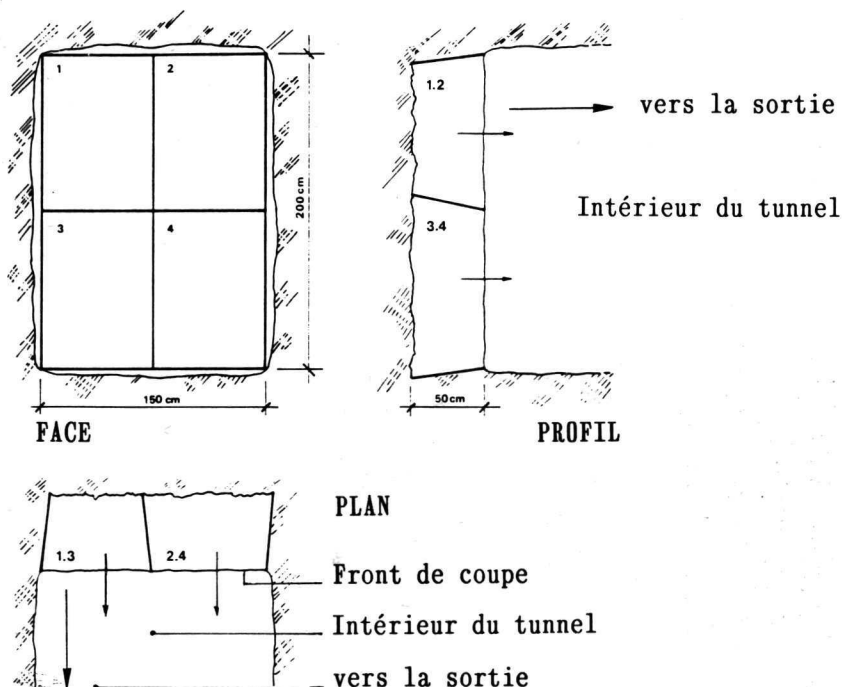


Fig. 4. Technique de débitage des blocs de glace au front de coupe du tunnel. Cette technique est utilisée pour le percement de la grotte touristique du glacier du Rhône. Les blocs sont d'abord sciés à la tronçonneuse en respectant les inclinaisons indiquées sur les vues de dessus et de côté, puis délogés au pic à glace en suivant la numérotation. Il est ensuite important de bien égaliser le front de coupe au pic. Les dimensions sont purement indicatives.

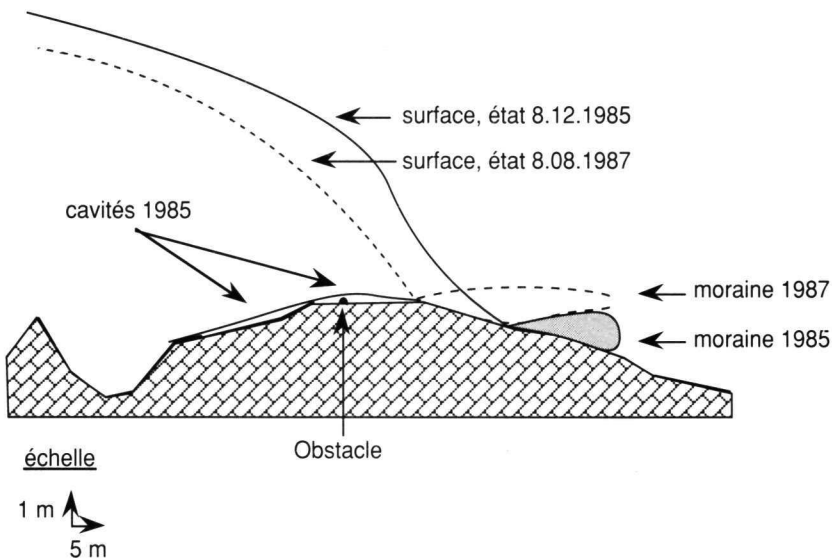


Fig. 5. Coupe du glacier dans la direction du mouvement au niveau de l'obstacle. La figure montre l'état de la surface du glacier et de la moraine le 8.12.1985 (traits pleins) et le 8.08.1987 (traitillés) après le début du recul du glacier. On observe l'existence de deux cavités, l'une au dessus de l'obstacle et l'autre plus en amont (voir aussi fig. 7).



Fig. 6. Cavité et couche basale riche en débris au niveau de l'obstacle. Cette couche avait une épaisseur de 10 à 20 cm

Afin d'étudier les pressions à la base du glacier, nous avons construit un obstacle artificiel, ancré dans le lit rocheux. Des capteurs de pression

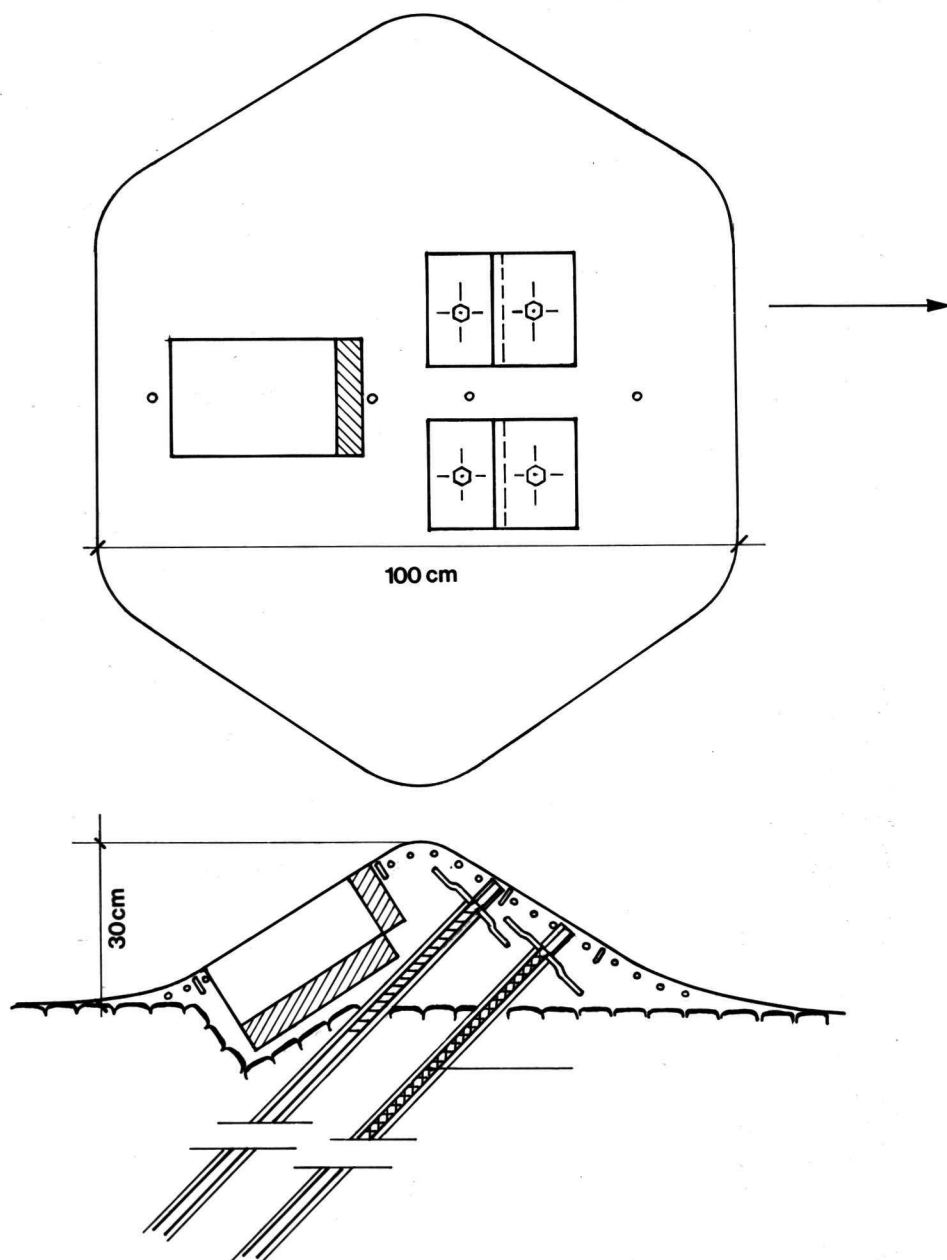


Fig. 7. Vue en plan et en coupe de l'obstacle au lit du glacier de Findelen. Le bloc de béton, laissé libre dans une cavité scellée par du mastic et remplie d'huile transmet les forces tangentielle et normales aux capteurs de pression hydrauliques.

hydrauliques incorporés à l'obstacle permettent de mesurer les contraintes normales et tangentielles (ou frottement) (fig. 7). La cavité existant à l'emplacement de l'obstacle lors de sa construction a pendant longtemps empêché toute mesure de pression. Puis cette cavité s'est comblée suite au début du recul du glacier, ce qui a rendu possible notre étude. Les capteurs de pression ont été calibrés avant leur installation. Un dégagement de l'obstacle à la fin de la période de mesure a permis de vérifier cette calibration.

Deux autres capteurs de pression ont été installés devant le glacier, en rive gauche, afin d'étudier les contraintes normales et tangentielles dues au passage de la moraine latérale dans l'hypothèse d'une avance glaciaire. Le recul continu du glacier depuis 1987 a cependant empêché toute mesure à cet emplacement.

Aussi longtemps que le tunnel existait, la vitesse de glissement a pu être mesurée au moyen de repères dans la couche basale de glace et sur le lit rocheux. Les vitesses de surface et les taux de déformation ont été déterminés en parallèle à l'aide d'un réseau de piquets, établi sur la langue. Lors des mesures de pression, un criocynégraphe a de plus été installé sur le bord du glacier, à la verticale de l'obstacle, pour mesurer les variations de vitesse à court terme.

RESULTATS EXPERIMENTAUX

La couche basale

Les cavités naturelles ou artificielles sous les glaciers alpins permettent de se faire une idée de la nature de la couche basale des glaciers tempérés. A Findelen, la glace rencontrée lors du percement du tunnel était remarquablement pure. Seule la couche basale d'épaisseur variant entre 15 et 20 cm contenait 50 vol % de débris (fig. 6). A l'endroit de l'obstacle, nous n'avons pas observé de blocs importants; cependant dans une cavité naturelle en amont, des blocs d'un diamètre de 10 à 20 cm se trouvaient incorporés à la base (fig. 8).

Les résultats de diverses observations sous-glaciaires sont résumées au tableau 1. Il se dégage de ce tableau l'image d'une couche basale contenant une importante concentration de débris. Il est d'ailleurs généralement admis qu'une telle couche est commune sous les glaciers tempérés et est cause d'un frottement non-négligeable (Lliboutry, 1975). Les conditions rencontrées lors de notre étude peuvent donc être considérées comme représentatives si non des conditions de l'ensemble des glaciers tempérés, du moins de celles des zones marginales de ces glaciers.



Fig. 8. Couche basale dans la cavité naturelle en amont de l'obstacle. On remarque la présence d'un bloc important incorporé à cette couche basale.

Glacier	Référence	Nature de la cavité	Nature de la couche basale	Nature du lit glaciaire
Argentières	Boulton et al. (1979)	cavité naturelle	riche en débris	rocheux
Blue Glacier	Kamb et Lachapelle (1964)	cavité naturelle, marginale	2 - 3 cm, 10 % débris	
Bondhusbreen	Wold et Østrem (1979)	naturelle	alternance couche pure/débris sur 1 m	rocheux
Osterdalsisen	Theakstone (1966)	naturelle	2 % débris	
Findelen	Zryd (1990)	tunnel dans la langue du glacier	10 - 20 cm, 50% débris	rocheux
Findelen	Zryd (1990)	naturelle et marginale	débris et blocs jusqu'à 10 cm de diamètre	rocheux

Tableau 1. Observations sous-glaciaires de la nature du lit et de la couche basale.

Vitesses de surface et glissement

La figure 9 présente la vitesse de glissement et les vitesses de surface mesurées à l'endroit de l'obstacle, de l'automne 1985 au printemps 1986, ainsi que les températures de l'air dans le tunnel.

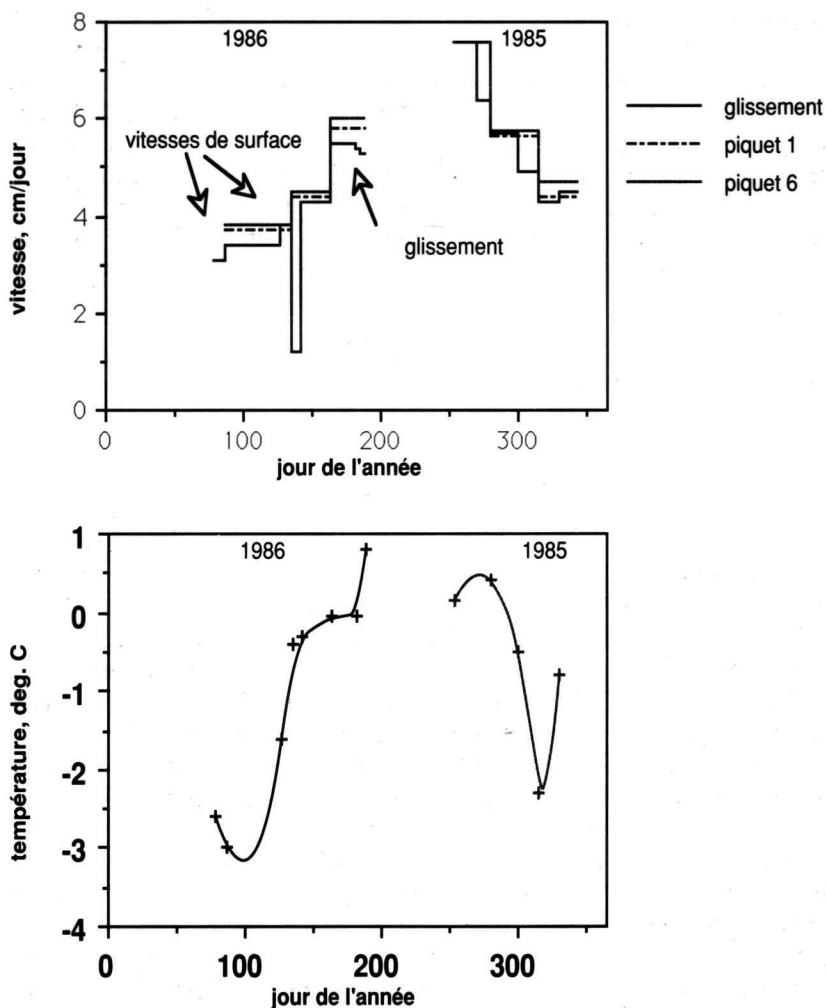


Fig. 9. Vitesses de glissement, de surface et température de l'air dans le tunnel au cours de l'année 1985-1986. On observe que le glissement représente plus de 90 % du mouvement total du glacier dans un endroit aussi marginal.

Comme on pouvait s'y attendre dans une zone aussi marginale, le glissement est responsable de plus de 90 % de la vitesse totale, ce qui correspond à la courbe empirique proposée par Theakstone (1967) pour une distance de moins de 20 m du bord du glacier.

Le glissement n'a pas été enregistré en continu. Il n'a ainsi pas été possible de mettre en évidence d'éventuels mouvements irréguliers. Cependant les variations annuelles présentent un minimum hivernal (février-mars) avec une vitesse qui reste de l'ordre de 3.0 - 3.5 cm/jour, malgré de basses températures.

Les vitesses de surface déterminées lors des mesures de pression sont donc à moyen terme représentatives des vitesses de glissement. Cependant ces mêmes vitesses de surface, mesurées sur une heure ou plus, ne fournissent pas d'information sur les variations à court terme du glissement (mouvements irréguliers). Ceci peut expliquer en particulier l'absence de corrélation entre pression normale et glissement, mis en évidence au paragraphe suivant.

Mesures de pression

La disparition de la cavité suite au recul du glacier en 1987 a permis la mesure des pressions au cours de l'été de cette même année. En 1988, seule une mesure a pu être effectuée avant que le glacier ne recule trop. Ces résultats sont présentés à la figure 10. On remarque l'augmentation de la pression normale et du frottement au cours de l'été 1987 et la forte augmentation du frottement lors de la mesure de 1988.

La figure 11 nous montre les moyennes journalières de la pression normale et du frottement pour les mesures de 1987 et 1988, ainsi que les résultats moyens à long terme de Boulton et al. (1979). Nos résultats mettent en évidence un frottement directement proportionnel à la pression normale, alors que Boulton observe une relation inverse. Cet auteur attribue cet effet à une modification de la teneur en débris de la couche basale liée à la présence d'irrégularités du sous-sol en amont de ses capteurs: suite à une augmentation de la pression normale, la glace basale presse plus fortement sur ces irrégularités, le flux de glace se divise en amont des capteurs, de la glace contenant moins d'impuretés passe sur les capteurs et le frottement diminue. Aucun phénomène de ce genre n'existe à Findelen et nous observons donc la relation typique d'un frottement sec.

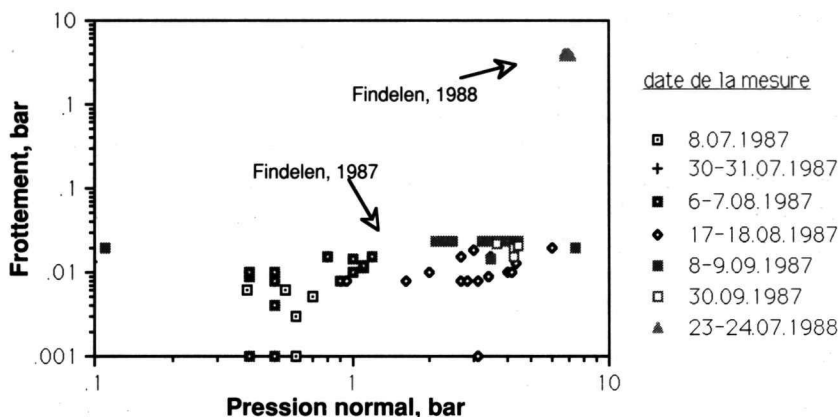


Fig. 10. Frottement et pression normale à Findelen pour 1987 et 1988. On remarque la tendance à l'augmentation de la pression normale au cours de l'été 1987 et la forte hausse du frottement lors de la mesure de 1988.

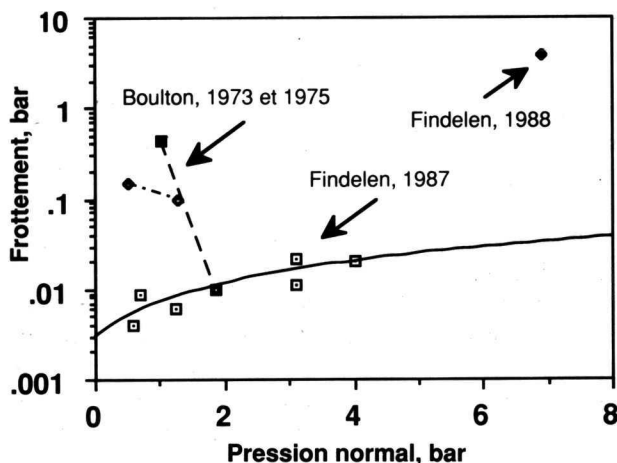


Fig. 11. Moyennes journalières du frottement et de la pression normale lors des mesures de 1987 et 1988. On compare la relation entre ces deux grandeurs avec celle observée par Boulton (1979) en 1973 et 1975 au glacier d'Argentière.

Nous pouvons définir un coefficient de frottement $\mu = F/P_n$, où F est la force de frottement et P_n la pression normale. Nous observons, en moyenne journalière, des valeurs de μ variant entre 0.004 et 0.027 en

1987, et une valeur de 0.551 en 1988. Ces valeurs sont comparables aux résultats de Boulton qui obtient des valeurs de μ comprises entre 0.005 et 0.44, ainsi qu'avec le frottement glace pure - granit, mesuré en laboratoire et granit - granit ($\mu = 0.65$) (fig. 12).

Dans la mesure où des couches basales riches en débris sont communes sous les glaciers tempérés, la loi de glissement utilisée comme condition aux limites pour la modélisation numérique de la dynamique glaciaire devrait tenir compte d'un frottement sec.

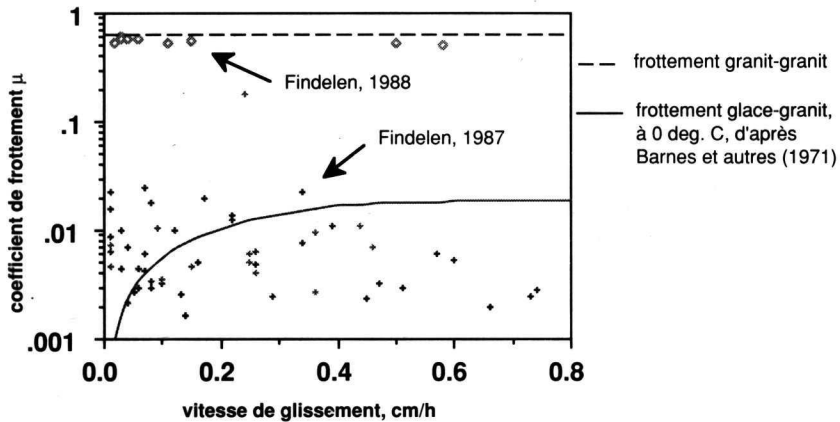


Fig. 12. Coefficient de frottement μ mesurés à Findelen, en fonction de la vitesse de glissement. Ces valeurs sont à comparer avec le coefficient de frottement granit-granit et les coefficients de frottement glace-granit à 0 deg. C, d'après Barnes et autres (1971).

Lliboutry et Ritz (1978) proposent une solution analytique au problème de l'écoulement permanent d'un fluide visqueux non-linéaire autour d'une sphère lisse, sans frottement. Cette solution est applicable à la glace; nous pouvons dès lors estimer les contraintes qui devraient s'exercer sur une hémisphère de taille comparable à notre obstacle, soit de rayon approximatif 40 cm et pour une épaisseur de glace de 1.5 m.

La déformation de la glace est donnée par la loi de Glen :

$$2\dot{\epsilon}_{ij} = B \cdot \tau^{n-1} s_{ij}$$

où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation, τ est la contrainte de cisaillement effective, s_{ij} les éléments du déviateur des contraintes, n est en général admis constant et égal à 3 et B est un terme qui dépend de la nature de la glace, du taux d'impuretés et des variables thermodynamiques.

Les paramètres de cette équation sont encore mal connus, en particulier pour la glace tempérée. En effet, dans ce cas, la glace est à la température de fusion, qui est fixée par la pression et la concentration en impuretés. La variable thermodynamique importante est alors la teneur en eau liquide w contenue dans la glace. Son influence sur la loi de déformation de la glace n'a fait à ce jour l'objet que d'une étude (Duval, 1977):

$$B = 0.200 + 0.226 \theta + 0.368 w \text{ bar}^{-3} \text{ an}^{-1}$$

où θ est la température en $^{\circ}\text{C}$ et w varie probablement entre 0 et 2 % (Hutter et al., 1989; Zryd, 1990).

Les résultats de mesure de pression normale en fonction de la vitesse de glissement sont présentés à la figure 13, ainsi que les pressions théoriques d'après la solution analytique évoquée ci-dessus, pour des teneurs en eau de 0 et 2 %. Les pressions mesurées sont, pour les vitesses élevées, nettement moins importantes que les pressions théoriques. Ceci peut s'expliquer par les hypothèses admises pour la solution analytique du problème (en particulier l'absence de frottement), par la forme de notre obstacle qui n'est pas sphérique, par le fait aussi que les vitesses mesurées ne sont pas des vitesses instantanées, mais des vitesses moyennes sur quelques heures. Enfin, lors du passage de la glace autour d'un tel obstacle, la teneur en eau n'est pas forcément constante. Elle augmente probablement à l'amont de l'obstacle, dans les zones sous pression, et facilite de ce fait l'écoulement. L'équilibre atteint dépend dans ce cas d'un autre facteur jusqu'à présent inconnu: la perméabilité de la glace à l'eau.

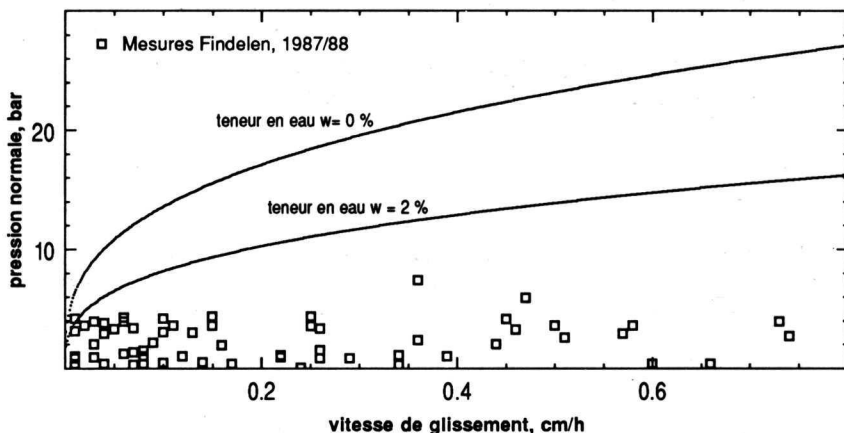


Fig. 13: Pression normale en fonction de la vitesse de glissement, pour les mesures de 1987 et 1988. Les courbes donnent la pression normale théorique sur une hémisphère d'un rayon de 40 cm.

CONCLUSION

Suite au recul du glacier, cette étude n'a pas apporté toutes les réponses que nous espérions. Elle nous a cependant permis de mettre en évidence, pour une glace basale riche en débris morainiques (env. 50 vol. %) l'influence du frottement sur les obstacles du lit rocheux. Ce frottement semble être du type frottement sec. Le coefficient de frottement mesuré variait entre .004 et .027 la première année jusqu'à atteindre presque la valeur du frottement granit sur granit l'année d'après. Ce frottement peut donc être important et il devrait en être tenu compte dans la loi de glissement des glaciers tempérés.

Les pressions normales mesurées sur l'obstacle sont inférieures aux pressions que l'on pourrait attendre d'après une solution analytique existant pour des obstacles hémisphériques. Cet effet peut être partiellement dû à la variation de l'équation rhéologique de la glace en fonction de la teneur en eau liquide. Une méthode pour mesurer ce paramètre a été développé dans la suite de ce travail (Zryd, 1990), qui a donné des valeurs de teneur en eau variant sur une échelle décimétrique, entre 0 % et 2 %.

Plusieurs questions se posent enfin, qui pourraient constituer un complément à cette étude: Le problème de la perméabilité de la glace à l'eau n'a fait, à notre connaissance, l'objet d'aucune étude expérimentale à ce jour. En relation avec cela, la teneur en eau des glaciers tempérés devrait être mesurée de façon systématique, et une étude des propriétés physiques du mélange biphasé glace-eau devrait permettre une meilleure approche de la loi de déformation de la glace à haute température. Une esquisse dans ce sens a été effectuée dans notre étude (Zryd, 1990), par des mesures de frottement intérieur à haute température sur des polycristaux de glace naturelle. Ces mesures mettent en évidence un phénomène lié aux joints de grains qui pourraient s'expliquer par une transition de phase solide - liquide ou solide - quasi-liquide.

Remerciements

Ce travail a été financé par un fonds du Conseil des Ecoles polytechniques fédérales pour de projets inter-institutions et par un crédit de recherche de l'Ecole polytechnique fédérale de Zürich. Il a été effectué avec l'aide et l'appui logistique de Grande Dixence S.A. et EOS (Emosson) que nous remercions vivement. Nous remercions aussi la famille Carlen pour son accueil au glacier du Rhône.

Bibliographie

- BARNES, P., D.TABOR, F.R.S. WALKER, J.F.C.WALKER 1971 The friction and creep of polycrystalline ice. *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, 324, 127.
- BOULTON G.S. and others. 1979. Direct measurement of stress at the base of glaciers. *J.Glaciol.*, 22, 3.
- DUVAL P. 1977. *The role of water content on the creep rate of polycrystalline ice. In Isotopes and impurities in snow and ice. Proceedings of the Grenoble symposium, Aug.-Sept. 1975, IAHS Publ. No. 118*, 29.
- GOODMAN D.J., KING. G.C.P., MILLAR D.H.M. ROBIN G. de Q. 1979 Pressure melting effects in basal ice of temperate glaciers: laboratory studies and field observations under Glacier d'Argentière. *J. Glaciol.*, 23, 89, 259.
- HAEFELI R. 1951. Some observations on glacier flow. *J. Glaciol.*, 1, 9, p.496.
- HAGEN J.O., WOLD B., LIESTOL O., OSTREM G., SOLLID J.L. 1983. Subglacial processes at the Bondusbreen, Norway: preliminary results. *Ann Glaciol.*, 4, 91.
- HUTTER K., ZRYD A., RÖTHLISBERGER H. 1990. On the numerical solution of Stefan problems in temperate ice. *J.Glaciol.*, 36, 122, 41-48.
- KAMB B., LACHAPPELLE E.R. 1964. Direct observation of the mechanism of glacier sliding. *J Glaciol.*, 5, 159.
- LLIBOUTRY L. 1975. Loi de glissement d'un glacier sans cavitation. *Ann. Geophys.*, 31, 2, 207.
- LLIBOUTRY L., RITZ C. 1978. Ecoulement permanent d'un fluide visqueux non-linéaire (corps de Glen) autour d'une sphère parfaitement lisse. *Ann. Geophys.*, 34, 42, 133.
- THEAKSTONE W.H. 1965. Recent changes in the glacier of Svartisen. *J. Glaciol.*, 5, 40, 411.
- THEAKSTONE W.H. 1966. Deformed ice at the bottom of Osterdalsisen. *J. Glaciol.*, 6, 43, 19.
- THEAKSTONE W.H.. 1967. Basal sliding and movement near the margin of the glacier Osterdalsisen. *J. Glaciol.*, 6, 48, 805.
- THEAKSTONE W.H. 1979. Observations within the cavities at the bed of the glacier Osterdalsisen. *J. Glaciol.*, 23, 89, 273.
- WAEBER M. 1943. Observations faites au glacier de Tré-la-Tête à l'occasion de l'aménagement d'une prise d'eau sous-glaciaire. *Revue de géographie alpine*, 30-31, 319.
- ZRYD A. 1990. *Conditions dans la couche basale des glaciers tempérés: contraintes, teneur en eau et frottement intérieur*. Thèse de doctorat non-publiée ETH, No 9163, Zürich, juillet 1990.